

## 徳島県穴吹川上流, 木屋平の地質と地形

石田啓祐<sup>a</sup>・西山賢一<sup>a</sup>・北村真一<sup>a</sup>・元山茂樹<sup>b</sup>・  
辻野泰之<sup>c</sup>・中尾賢一<sup>c</sup>・小澤大成<sup>d</sup>

<sup>a</sup> 徳島大学総合科学部自然システム学科, 〒770-8502 徳島市南常三島町 1-1,  
ishidak@ias.tokushima-u.ac.jp

<sup>b</sup> 徳島市立高等学校地学教室, 〒770-0872 徳島市北沖洲 1-15-60

<sup>c</sup> 徳島県立博物館, 〒770-8070 徳島市八万町向寺山文化の森総合公園

<sup>d</sup> 鳴門教育大学自然系地学教室, 〒772-8502 鳴門市高島 748

---

## The geology and geomorphology in Koyadaira, upper stream of Anabukigawa area, East Shikoku, Japan

Keisuke ISHIDA<sup>a</sup>, Ken-ichi NISHIYAMA<sup>a</sup>, Shin-ichi KITAMURA<sup>a</sup>, Shigeki MOTOYAMA<sup>b</sup>,

Yasuyuki TSUJINO<sup>c</sup>, Ken-ichi NAKAO<sup>c</sup>, and Hiroaki OZAWA<sup>d</sup>

<sup>a</sup> Laboratory of Geology, Faculty of Integrated Arts and Sciences, University of Tokushima, 1-1

Minamijosanjima, Tokushima 770-8502, Japan. e-mail: ishidak@ias.tokushima-u.ac.jp

<sup>b</sup> Laboratory of Earth Science, Tokushima City Highschool, 1-15-60 Kita-Okinosu, Tokushima 770-0872, Japan

<sup>c</sup> Tokushima Prefectural Museum, Bunka-no-mori Park, Tokushima 770-8070, Japan

<sup>d</sup> Laboratory of Geosciences, Faculty of Science Education, Naruto University of Education, 748 Takashima,

Naruto 772-8502, Japan

---

### ABSTRACT

The Mikabu and Chichibu belts in the Anabukigawa area were studied with respect to their composition, boundaries and the relation with landslides. The main body of the Mikabu Greenstones is composed of the MORB-type tholeiite, and the Hawaiian and Polynesian-type alkaline basalts. The greenstones are dominated by dolerite intrusions into bedded-cherts. The coincidence of the chemical composition attributes the Taigo and Nakano greenstone bodies to the Mikabu Greenstones. The limestone phyllite of the Mt. Tsurugi was dated by the occurrence of Late Carboniferous conodonts. The co-occurrence of conodonts and crinoids suggests that the limestone originates from the tropical reef settings. The Fujinoike-dani Valley and the southern slope along the Anabukigawa River are characterized by the frequent occurrence of landslides and collapse of forest road-cuts. Because the faults, that cut the North Chichibu Belt, and bounds from the Mikabu Greenstone Belt as well as the Kaminirigawa-Akuigawa Fault that obliquely cut them later, are concentrated in the Fujinoike-dani Valley and the southern slope along the Anabukigawa River. The landslides are concentrated along the valley walls of the Anabukigawa River where Mikabu Greenstones and the Sanbagawa green and pelitic schists occur. The distribution of landslides in the area is controlled by the lithology (distribution of greenstone and schists), the coincidence of their dipping with valley wall, the contents of swelling clay minerals in the weathered materials, and the changes in rock properties of pelitic schists due to weathering.

**Keywords:** 剣山, 御荷鉾緑色岩, 秩父北帯, 上葦生川-鮎喰川断層, 斜面崩壊

## 1. はじめに

四国東部の徳島県美馬市木屋平地域は、剣山東方に広がる四国山地の山岳地域に属し、吉野川支流の穴吹川最上流に位置する。当地域には三波川帯の結晶片岩類、御荷鉾緑色岩類、ならびに秩父北帯の変形した地層が分布する（四国地方土木地質図編纂委員会，1998）。これらの地帯の岩石や地層は古い時代の海洋プレートの沈み込みによる変成作用や付加に伴って形成されたもので、その歴史は1億年以上遡る。またその後の四国山地形成に至る変動も加わり、木屋平地域には、新旧の多くの断層が集中している。加えて、山地斜面には数多くの地すべり地形が分布している。近年、海洋プレート層序や、微化石による地層の堆積年代、放射年代測定による変成年代の解明が進み、三波川帯、御荷鉾帯、秩父帯の成り立ちが解明されてきた。しかしながら、木屋平地域を含めた上葦生川-鮎喰川断層（以下、鮎喰川断層と省略）より西部の剣山系では、地帯の構成や相互の関係については十分な地質調査が行われておらず、空白のまま残されていた（松岡ほか，1998 など）。四国地方土木地質図（同編纂委員会，1998）によれば、鮎喰川断層より西域の穴吹川上流-祖谷川上流地域においては、御荷鉾緑色岩体の南縁に沿って、幅約2 kmの遠洋性堆積物の分布が示されていたが、西側に隣接する祖谷川上流域の調査で、両者が衝突断層（オコヤトコ-名頃断層）による構造的関係にあること、また南側に分布する千枚岩化した付加体要素が秩父北帯相当のジュラ紀付加体に属することを報告した（石田ほか，2007a, b）。この結果を踏まえて、筆者らは、御荷鉾緑色岩体とその南側に分布する千枚岩化した地質体の解明を中心として、木屋平地域の御荷鉾帯と秩父北帯の分布、構成層の微化石年代特定、断層の追跡と関連崩壊地形、地すべり・リニアメントの地形判読、御荷鉾緑色岩類の化学組成を調査・分析し、地質と地形との関係を考察した。

## 2. 地形・地質概説

### 2.1. 地形

木屋平地域は、剣山（1,955m）から流下する穴吹川流域に広がる山地からなる。穴吹川の谷壁斜面は30~40°と概して急峻であるが、40°を越える急崖は、最近の崩壊地を除けばほとんど分布しない。穴吹川源流域にあたる見ノ越峠周辺には、1974年と1976年の台風に伴う豪雨により発生した多くの斜面崩壊地形が分布している。当地域には多くの地すべり地形が分布しており、穴吹川の河谷沿いだけでなく、穴吹川の支流を含めた集水域の広い範囲（谷口-川井

一檜原）で地すべり地形の分布が顕著である。穴吹川の河谷では、沖積低地や段丘の発達は見えない。川上-八幡の穴吹川付近および南方の斜面には、ケルンコル・ケルンバットが点在しており、それらをつなぐリニアメントが数列にわたって認められる。特に、見ノ越-谷口カケにかけては、北東に流下する穴吹川の河谷に沿ったリニアメントが明瞭である。

### 2.2. 地質

木屋平地域の御荷鉾帯は緑色岩類を主として結晶質のチャートを伴い、赤帽子山-中尾山山系に分布する。東部延長は鮎喰川断層によって画され、川井峠南方に再び現れる。御荷鉾帯の北側に沿っては、貞光川沿いの美馬郡つるぎ町中野から奥大野にかけて中野緑色岩体が、また綱付山-杖立峠南斜面に沿って太合緑色岩体が東西に分布する。これらもまた御荷鉾緑色岩類に相当する。秩父北帯相当のジュラ紀付加体は川上より上流の穴吹川とその南方の山地に分布する。地帯の境界と秩父北帯には、オコヤトコ-名頃断層、南山断層、見ノ越断層、下名断層、飯谷断層、坂本断層など東西方向の断層が存在する。またこれらを斜断する鮎喰川断層が、剣山と一の森の間から、穴吹川上流沿いに下名を経て川井峠へと通過する。これら新旧の断層が交差し集中する富士ノ池谷流域や穴吹川南方斜面では、断層破碎帯に沿った崩壊が多数見られる（図1）。

## 3. 地質各説

調査地域の地質は、祖谷川上流域の東方延長にあたり、北から1) 三波川帯南縁部と中野緑色岩体および太合緑色岩体分布地帯、2) 御荷鉾緑色岩体主部の分布地帯、3) 秩父北帯のジュラ紀付加体構成岩類分布地帯に区分される（図1）。当地域の三波川帯と御荷鉾帯は、御荷鉾構造線（石田・香西 2003）に相当する京柱峠-菅生断層の東方延長で画される。また御荷鉾帯と秩父北帯は、オコヤトコ-名頃断層の東方延長で、また鮎喰川断層以東は南山断層（村田，1995；石田ほか，2000；石田・香西，2003）で画される。これらの断層ならびに3つの地帯は、より新規の断層である鮎喰川断層により画される。秩父北帯はさらに、見ノ越断層とその東方延長の下名断層（村田，1995）、飯谷断層、坂本断層（石田・香西，2003）の西方延長をはじめとする東西性の断層により、数列の地帯に画されている。

### 3.1. 中野緑色岩体および太合緑色岩体

木屋平地域では、京柱峠-菅生断層の東方延長は、つるぎ町桑平から太合谷にかけて通過しており、鮎喰川断層以東では、川井峠東方の鮎喰川上流、神山町檜平-寄井を通過する断層がこれに相当する。これらの断層より北側の主に黒

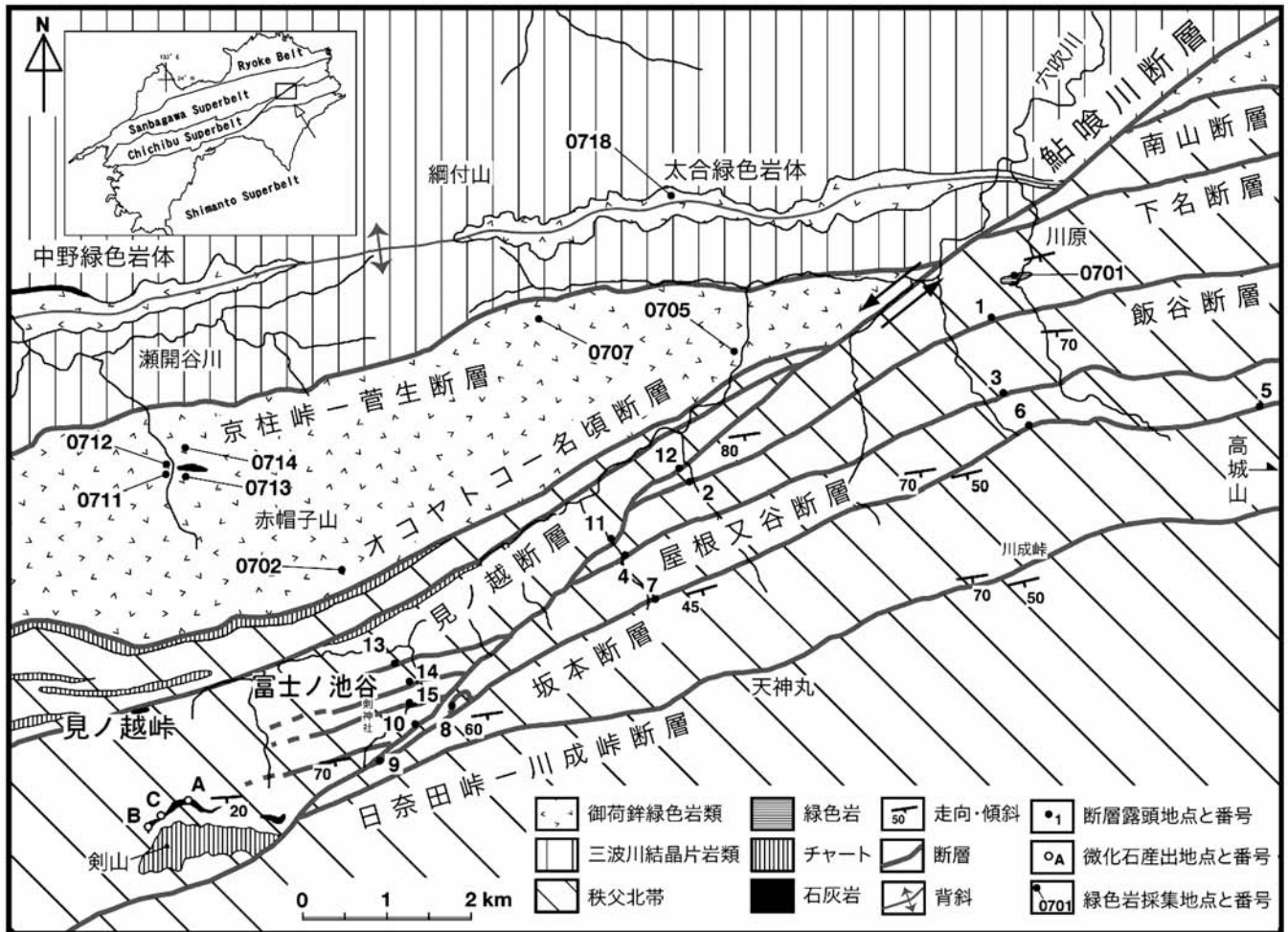


図1. 木屋平地域の穴吹川上流地質図.

泥質堆積物を挟在する。

色片岩地帯は三波川帯南縁部に属する。三波川帯南縁部を東西に、つるぎ町中野から奥大野にかけて中野緑色岩体が、また太合谷に沿って綱付山-杖立峠南斜面には太合緑色岩体が分布する。これは御荷鉾緑色岩類に相当し、祖谷川上流域の久保緑色岩体と同様に、三波川帯の構造的低位から露出し、ドーム状の背斜構造を形成すると推測する。中野緑色岩体の北縁には、石灰質片岩が伴う。当地帯の黒色片岩は石英脈を伴う。地層面や片理面は東西走向で中-高角度北傾斜する。

### 3.2. 御荷鉾帯

御荷鉾緑色岩類は、ジュラ紀後期以前の遠洋性堆積物を伴い（須鎗ほか，1980；Faure et al., 1991），その活動はジュラ紀末以降に及ぶと見なされている（Sakakibara et al., 1993）。調査地域の御荷鉾帯は赤帽子山-中尾山山系に分布し、東部は鮎喰川断層によって画され、川井峠南方に分布する。南限のオコヤトコ-名頃断層は、丸笹山-穴吹川北岸を通り、川上に至る。鮎喰川断層以東では、川原-神山町奥屋敷にかけての南山断層がこれに相当する。当地域の御荷鉾緑色岩体には塩基性の深成岩体、貫入岩体、海底火山噴出物を主として、少量の珪質・石灰質・

### 3.3. 秩父北帯

当地域の秩父北帯は、川上より上流の穴吹川とその南方の山地に分布する。泥質千枚岩と結晶質なチャートを主な構成要素とする付加体チャート-碎屑岩相を基本とし、砂岩礫岩層を伴う。付加体チャート-碎屑岩相は、東西性の走向で、中-高角度で南傾斜することが多く、海洋プレート層序をなすチャートから珪質泥岩を経て、泥質タービダイトへの移行関係から、南上位が一般的である。これとは別に、砂岩に伴い、付加体起源のチャートや石灰岩からなる角礫岩、石灰質タービダイトなどが分布し、これらは付加体形成以降の斜面海盆堆積相に属する可能性がある。これについては改めて報告する。また剣山北斜面や川原谷下名付近には石灰岩体が分布し、川原谷の石灰岩体は緑色岩に付随する（Loc. 0701）。

一方、高城山とその東方地帯および、一の森北方から日奈田峠-天神丸北方を経て川成峠-高城山南方へ抜ける川成峠断層以南の地帯では、付加体メランジュ岩相を構成し、緑色岩とそれに伴う古生代後期の石灰岩体が分布する。しかしながらそれより北部の秩父北帯には、メランジュ岩相は稀であり、大きな緑色岩体は分布しない。



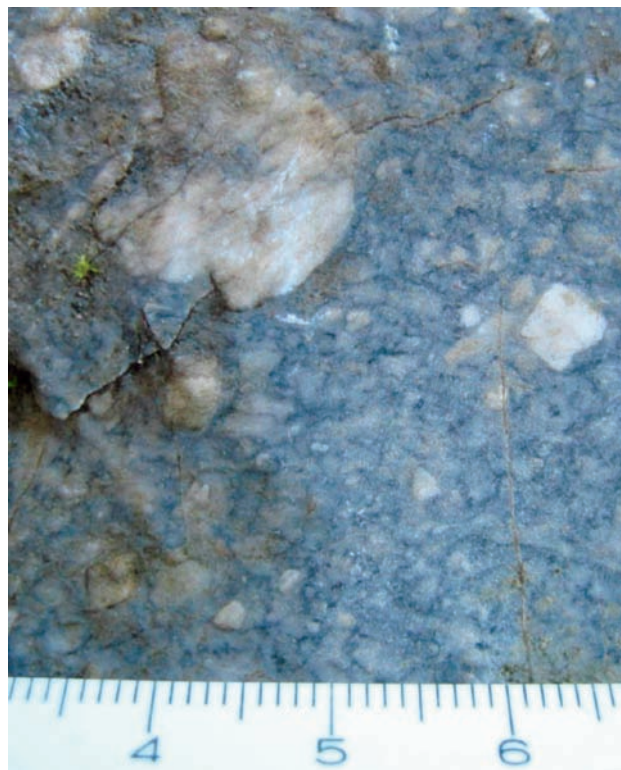
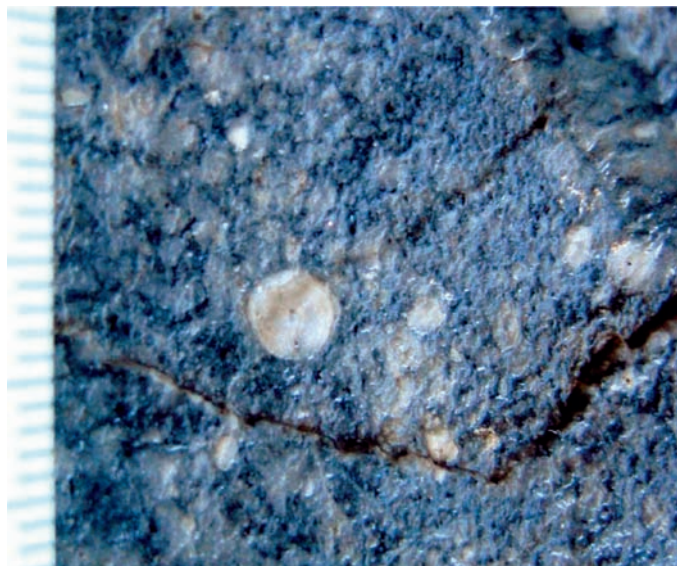


図 2. 石灰岩に含まれるウミユリ片. 左右の写真はともに剣山北斜面 Loc. C 産. ウミユリ片は石灰岩の主要な構成粒子として多量に含まれる (右).

#### 4. 化石による地層の年代

調査地域の三波川帯、御荷鉾帯の岩石からは、源岩の堆積年代を決定するのに有効な化石は得られていない. 四国東部の秩父北帯 (雲早山帯) では、海洋プレート層序をなすチャートは、ペルム紀から三畳紀末ないしジュラ紀初頭であり、整合的に漸移する珪質泥岩を経て、上部のタービダイト型砂岩泥岩層はジュラ紀中期に及ぶ (磯崎ほか, 1981; 須鎗ほか, 1982; 石田・香西, 2003). 剣山が位置する秩父北帯の北部では、岩石が変形、千枚岩化し、再結晶していることから、時代決定に有効な化石はこれまで未発見で、正確な地層の年代は不明であった. 今回の調査で、剣山北側斜面に分布する石灰岩から、ウミユリ片の密集化石 (図 2) とともに、古生代石炭紀後期のコノドント化石を検出した (図 3). この石灰岩体は、木屋平地域の行場 (窟) から東祖谷地域大剣神社の御塔石にかけて東西 500m にわたり分布する. 平山ほか (1956) によれば、剣山層群の記述に「剣山北斜面の結晶質石灰岩中には海百合の破片が認められる。」とあったが、その正確な位置は不詳であった. 確認したウミユリは、直径 2cm 以下、とくに直径数 mm の stem 部の joint がコイン状に分離し、密集した状態で石灰岩に含まれるもので、白い方解石粗晶に置き換えられている (図 2).

コノドントは剣山北側斜面の 3 地点の石灰岩露頭から検出された. 剣山登山道に沿った三好市東祖谷と美馬市木屋平境界の標高 1830m 付近 (Loc. A) からは、*Idiognathoides* sp. の P1 要素が、東祖谷側の剣山大剣神社御神体につながる露頭 (Loc. B) からは、*Idiognathodus* cf. *delicatus* の P1 要素が検出された. またウミユリ片を多く伴う石灰岩 (Loc. C) からは、*Hindeodelliform* の複合型要素が検出された. いずれも露頭に由

来する小さな岩片を試料として、実験室で酢酸による化学処理と重液分離を行い、抽出した.

四国東部の秩父北帯には、今回剣山で確認された上部石炭系の他に、ペルム系、三畳系の微化石を含む石灰岩の存在が知られている (須鎗ほか, 1982 など). 石炭紀はウミユリの最盛期であり (Kammer and Ausich, 2006), 古生代にはウミユリは浅海から深海まで、また広範囲の緯度の海域に生息したと考えられているが (Meyer and Macurda 1977 など), 今回ウミユリ片の密集した石灰岩岩体からコノドントが共に検出されたことから、この岩体は石炭紀後期の低緯度熱帯海域で形成されたと推定することができる.

#### 5. 御荷鉾緑色岩類の岩石学的特徴

##### 5.1. 岩石記載

調査地域の御荷鉾緑色岩類は、塊状溶岩、岩脈およびシルとして産する. 当地域では、隣接する東祖谷地域 (石田ほか, 2007a, b) や佐那河内地域 (元山ほか, 2002), 神山地域 (石田ほか, 2000) で一般的に見られる枕状溶岩、ピローブレッチャ、ハイアロクラスタイトは確認されていない.

塊状溶岩は無斑晶質一斑状で、残存鉱物は単斜輝石である. 変成鉱物はアルバイト、緑泥石、アクチノ閃石、緑レン石、アルカリ角閃石である. 赤帽子山南側の林道沿いに分布する塊状溶岩には、淡桃色で砂時計構造を示す単斜輝石が普遍的に観察される (小澤ほか, 1999).

チャートを伴うシルの岩体は赤帽子山北側の林道沿いおよび南側林道沿い、コリトリから見

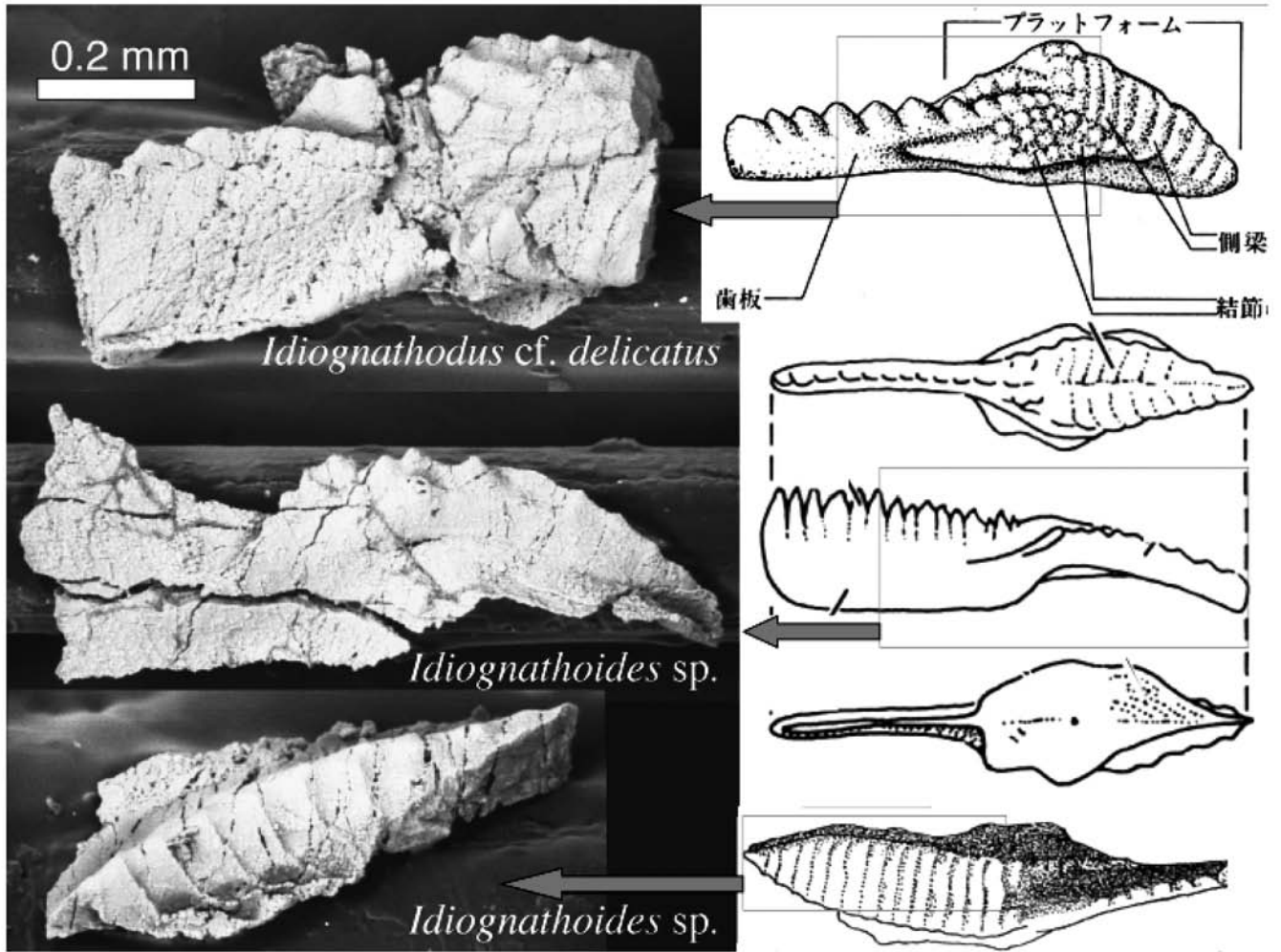


図3. 剣山北斜面の石灰岩体から産出した後期石炭紀コノドント化石（電子顕微鏡写真）と保存部位説明図。 *Idionathodus* cf. *delicatus* P1 要素， Loc. B; *Idionathoides* sp. P1 要素， Loc. A；スケッチは野上（1970），Lindstroem（1964）を改変。

ノ越に至る地域，および北側の飛び地岩体に広く分布している。チャートは淡い赤色から白色で再結晶しており化石は確認されていない。

赤帽子山北側の林道沿いに分布するシルの岩体（小澤ほか，1999）では，チャートの周縁は細粒無斑晶質の玄武岩で，その内側にはオフィティック組織が特徴的なドレライトから完晶質等粒状のはんれい岩があり，一部にはかんらん石が集積したウエーライトがみられるものがある。また，細粒無斑晶質の玄武岩は伸張した単斜輝石による急冷層がみられるものがある。ドレライトの単斜輝石は残存しているが，斜長石は一部を除いて変質し仮像となっている。はんれい岩はかんらん石，単斜輝石，斜長石から成り，残存鉱物は単斜輝石で斜長石は拍子木状の仮像となっている。ウエーライトはかんらん石，単斜輝石，角閃石，Ca-ガーネット，クロムスピネルから成る。かんらん石は自形であるが，現在では変質し蛇紋石に置き換わっている。単斜輝石は淡緑色，角閃石は赤褐色で，いずれも他形で

あり，かんらん石の間隙を埋めるポイキリティック組織を示す。これらの岩石には変成鉱物としてアルバイト，緑泥石，アクチノ閃石，緑レン石が確認される。

## 5.2. 化学組成の特徴

調査地域の御荷鉾緑色岩類には，森清（1979），Takeda（1984）によって，ソレライトおよびアルカリ岩の2つのタイプの岩石が存在することが報告されている。Nb や Zr などの元素は，部分融解や結晶分化作用の過程において液相濃集元素として振る舞うため，同一起源のものであれば一定の比を保つことが期待される。さらに，HFS 元素であるため，変成・変質作用による元素の移動はほとんどないと考えられることから，火山岩中の比を用いて緑色岩の起源物質の特性を議論できる可能性がある（Tatsumi et al., 1998）。小澤ほか（1999）は，木屋平中尾山周辺から東祖谷山菅生に至る地域の御荷鉾緑色岩類の火山岩の全岩化学組成を分析し，Nb/Zr 比が異なる3つのタイプの岩石群を見だし，その起源物質について議論している。

このことから，小澤ほか（1999）が調査した空白域である川原谷，川上カケ，太合カケ，コリトリから赤帽子山南側林道の分岐周辺，赤帽子山北側林道，および北側に分布する太合緑色岩



表 1. 緑色岩の全岩化学組成分析表.

Table Bulk chemical compositions of Koyadaira Greenstones										
Samples	basalt	basalt	basalt	basalt	wehlite	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt
	0701	0702	0705	0707	0709	0711	0712	0713	0714	0718
Major elements										
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	50.47	51.32	44.63	44.61	41.99	46.59	46.20	44.48	46.69	44.45
TiO <sub>2</sub>	1.83	0.94	2.46	0.45	0.16	3.07	4.12	1.35	0.54	2.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.53	13.52	16.89	10.03	5.99	14.98	15.11	15.11	16.57	17.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.75	10.51	13.74	11.94	13.30	15.35	16.71	15.82	11.32	15.35
MnO	0.14	0.14	0.18	0.19	0.18	0.22	0.21	0.18	0.16	0.17
MgO	6.50	6.98	8.30	19.59	35.74	6.54	4.19	7.52	10.04	5.68
CaO	7.36	12.01	10.29	12.19	2.60	12.88	9.62	13.72	11.96	10.81
Na <sub>2</sub> O	3.91	3.33	2.82	0.93	0.00	0.00	3.14	1.69	2.21	3.24
K <sub>2</sub> O	0.31	1.18	0.41	0.03	0.03	0.04	0.15	0.04	0.47	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.07	0.29	0.06	0.01	0.34	0.55	0.09	0.04	0.27
Total	100	100	100.01	100.02	100	100.01	100	100	100	100.01
FeO*	12.37	9.46	12.36	10.74	11.97	13.81	15.04	14.23	10.19	13.81
Trace elements										
Ce (ppm)	18.3	n.d.	30.1	1.8	4.0	34.2	51.7	9.5	11.6	5.8
Cr	336.9	219.7	100	1935	2844.2	33.4	22.9	146.6	472.5	107.3
Nb	12.20	1.13	16.33	0.1	0.25	18.69	29.67	0.39	0.1	6.10
Ni	102.4	82.2	104.9	794.1	1839.5	58.3	54.1	109.9	169.8	91.2
Pb	n.d.	n.d.	0.2	n.d.	n.d.	0.3	0.8	0.4	n.d.	0.8
Rb	9.5	26.9	9.1	3.6	4.2	3	4.6	3	11.6	12.9
Sr	425.9	98.9	354.2	21.1	2.4	1380.9	188.5	483.5	369.2	267
Th	1.5	1.09	2.24	n.d.	1.29	1.86	1.72	1.27	0.26	0.31
Y	16.4	17.2	18.5	15.9	11.7	18.6	21.5	19.9	17.1	24
Zr	78.1	35.6	160.6	8.4	n.d.	167.3	255.6	56.6	18.7	126.1
Ba	192.7	75.1	79.7	38.7	38.2	47.7	67.8	47.1	110.7	77.4
Nb/Zr	0.156	0.032	0.102	0.012		0.112	0.116	0.007	0.005	0.048
Nb/Y	0.744	0.066	0.883	0.006	0.021	1.005	1.380	0.020	0.006	0.254

Total iron as FeO\*, n.d.=not detected

体で調査を行い、採集した緑色岩について全岩化学組成の分析を行った (表 1). 標準試料は地質調査所の JB2, JB3, JA2, JG1a, JG1b, JG2, JG3, JR1, JR2 を使用し、鳴門教育大学地学教室の RIX-2000 で分析を行った. 岩石粉末試料の作成および分析方法は村田 (1993) に従い、主要成分の分析はファンダメンタルパラメータ法、微量成分は検量線法により分析した (図 4 a, b).

その結果、かんらん石の集積によるウェーライトを除く緑色岩の火山岩については、Nb/Zr 比が異なる 2 つのタイプ (低 Nb/Zr 比 0.007~0.048, 高 Nb/Zr 比 0.102~0.156) があることが分かった (図 5). 主要成分では高 Nb/Zr 比の岩石群は低 Nb/Zr 比の岩石群に比べて TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> に富んでおり、微量成分では Ce, Nb, Th, Zr に富んでいる (図 4 a, b). また、高 Nb/Zr 比の岩石群には、化学組成の特徴から、低 Nb/Zr 比の岩石群はソレイト質、高 Nb/Zr 比の岩石群はアルカリ岩と考えられる. 鏡下観察による鉱物組み合わせや Nb/Zr 比などの化学組成の特徴から、低 Nb/Zr 比の岩石群と高 Nb/Zr 比の岩石群はそれぞれ、小澤ほか (1999) の type1, type2 に相当すると考えられる (図 5).

ただし、川原谷のサンプルは高 Nb/Zr 比のアルカリ岩と考えられるが、御荷鉾緑色岩類分布域より南に位置し、周辺から他に緑色岩が発見されていないことから、その帰属については今後さらに検討する必要がある. さらに、Nb/Zr-

Nb/Y 図を作成し海洋地域に見られる形成場 (Larson, 1991 ほか) との比較検討を行った. その結果、Nb/Zr 比の低い岩石群は MORB (中央海嶺玄武岩) と類似し、Nb/Zr 比の高い岩石群はハワイやフレンチポリネシアの non-HIMU によく似た化学組成であると考えられる.

## 6. 断層と林道の崩壊

三波川帯、御荷鉾帯、秩父北帯の各地帯の境界と秩父北帯には、東西方向の多数の断層が存在し、またこれらを斜めに切る新期の鮎喰川断層が、剣山と一の森の間から穴吹川上流沿いに下名を経て川井峠へと通過する (図 1). 各々の断層の通過位置は、後述するリニアメントの判読位置に一致する. これら新旧の断層が交差し、集中する富士ノ池谷流域や穴吹川南方斜面では断層破碎帯に沿った林道の崩壊が多数発生している. これらの事例を紹介するので、今後の計画や対応の基礎情報とされることを期待する.

調査地域の御荷鉾帯と秩父帯の境界は、祖谷川流域のオコヤトコー 名頃断層の延長部により画されている. 見ノ越断層は、祖谷地域の名頃南方から祖谷川南側斜面を経て見ノ越のケルンコルを通り、川上付近では穴吹川の流路と一致する. 鮎喰川断層以東では、下名断層がその東方延長にあたり、木屋平地域の川原から神山地域の奥屋敷を結ぶ断層線上にコルが配列する.

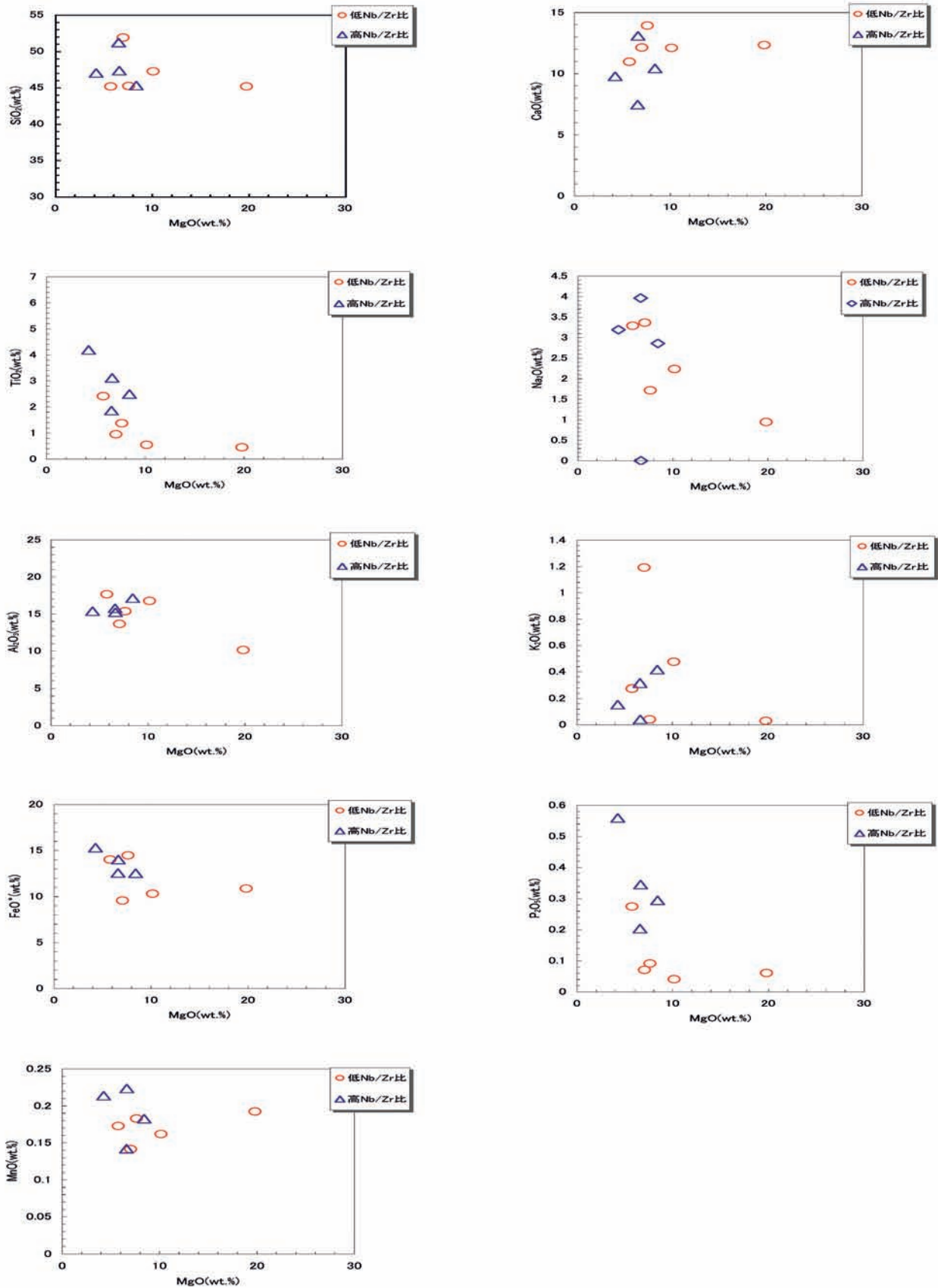


Fig. Bulk chemistry diagram of MgO versus major elements for the volcanic rocks.

図 4a. 緑色岩の全岩化学組成変化図 (その 1).

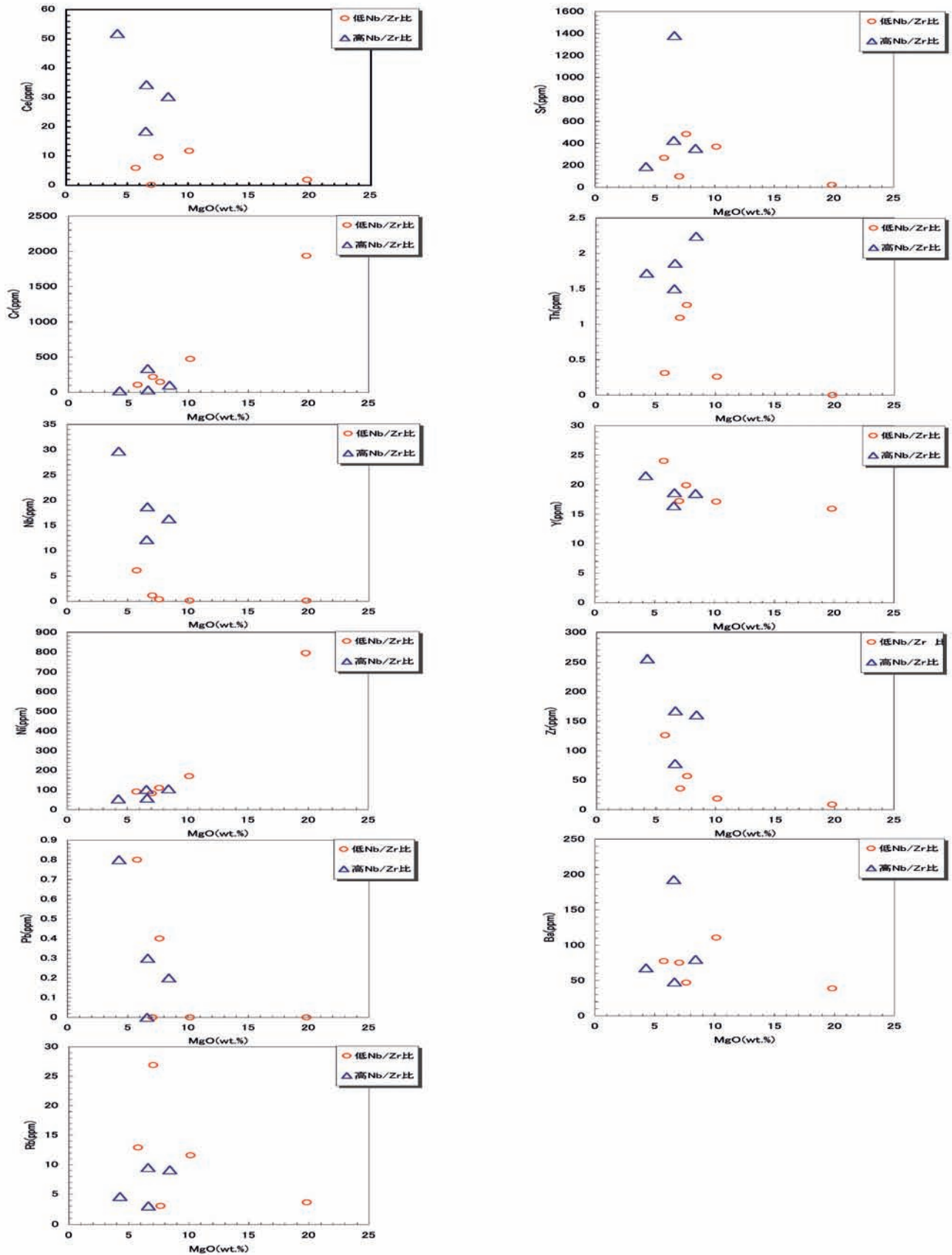


Fig. Bulk chemistry diagram of MgO versus trace elements for the volcanic rocks.

図4b. 緑色岩の全岩化学組成変化図 (その2).



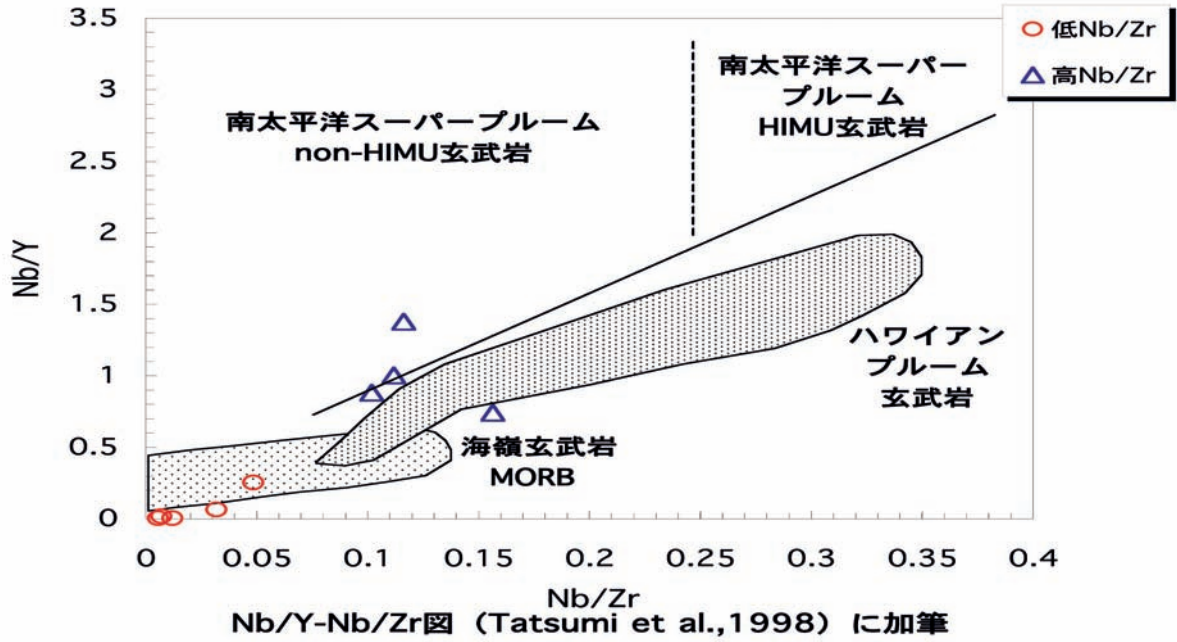


図5. 緑色岩組成判別図.



図6a. 屋根又谷断層の破碎帯と降雨時の出水による林道の侵食。屋根又谷林道，Loc. 4.



図6b. 屋根又谷断層破碎帯の侵食による崩壊。屋根又谷林道，Loc. 4.

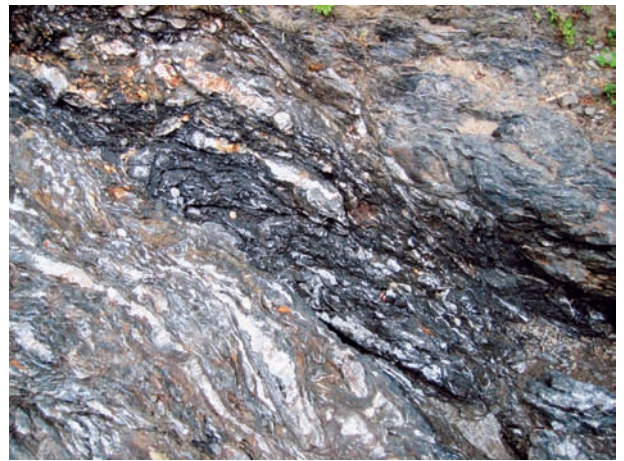


図6c. 屋根又谷断層の破碎帯の拡大。写真横幅が約1m。屋根又谷林道，Loc. 4.





図 7. 坂本断層の破碎帯に伴う林道斜面の崩壊.  
林道川原谷線, Loc. 6.



図 8. 坂本断層の破碎帯に伴う林道斜面の崩壊.  
林道富士ノ池谷線, Loc. 8 東南方 200m.

飯谷断層は、上勝町以東の勝浦川流域で、御荷鉾帯と黒瀬川帯（槻地垂帯）ないしは秩父北帯（雲早山帯）を画する東西走向の高角度断層であることが知られている（石田・香西，2003）. 今回その西方延長が木屋平地域の秩父北帯中に見いだされた (Loc. 1, Loc. 2 : 以下図 1 参照). 坂本断層は、勝浦川中流域の中津峰～櫛淵の音



図 9a. 坂本断層から派生し北側へ衝上する低角断層.  
富士ノ池林道標高 1200m 付近, Loc. 8.



図 9b. 坂本断層から派生し北側へ衝上する低角断層  
の拡大. 写真横幅約 3 m. 富士ノ池林道, Loc. 8.



図 10. 坂本断層破碎帯に沿う林道法面の崩壊. 富士  
ノ池谷上流, 林道標高 1240m 付近の山側斜面, Loc. 9.





図 11. 坂本断層と鮎喰川断層交差部における破砕帯による斜面崩壊。富士ノ池谷南東斜面，Loc. 10.



図 13a. 富士ノ池谷北西斜面の林道に露出する断層破砕帯。剣神社北東，Loc. 14.



図 12. 富士ノ池谷北西斜面の断層破砕帯の崩壊。剣神社北，Loc. 15.



図 13b. 富士ノ池谷北西斜面の林道に露出する断層破砕帯の崩壊。谷水の出水による。剣神社北東，Loc. 14.

山寺南麓では、秩父北帯（雲早山帯）と黒瀬川帯（槻地亜帯）の白亜系斜面堆積相を画する東西走向で高角度の断層として知られ、それ以东では、雲早山帯のジュラ紀付加体を切る東西性の高角度断層として見られる（石田・香西，2003）。木屋平地域では、坂本断層の延長とその北側に約 500m 間隔で併走する断層の 2 本が認められた。北側に併走する屋根又谷断層は、那賀町木沢のスーパー林道に沿って東西方向の破砕帯として露出し、北側のチャートをも主として泥質千枚岩を伴う岩相と、南側の砂岩泥岩互層とを画する。その延長は、川原谷林道（Loc. 3）では走向  $N75^{\circ}E75^{\circ}S$  方向の破砕帯として見られる。屋根又谷林道（Loc. 4）では  $N65^{\circ}E50^{\circ}S$  方向で幅数 m の断層破砕帯として露出し、降雨時の出水で路面が侵食されている（図 6 a, b, c）。

坂本断層の延長は、高城山北方のスーパー林道では、北側のチャートを伴う砂岩泥岩相と南の高城山緑色岩体を画する（Loc. 5）。林道川原谷線では、泥質千枚岩を切って、幅 3 m の破砕帯



図 14. 昭和 51 年台風(1976)により剣神社社殿が流失した富士ノ池谷北西斜面の崩壊跡。現剣神社南。東西走向の断層破砕帯からなる。

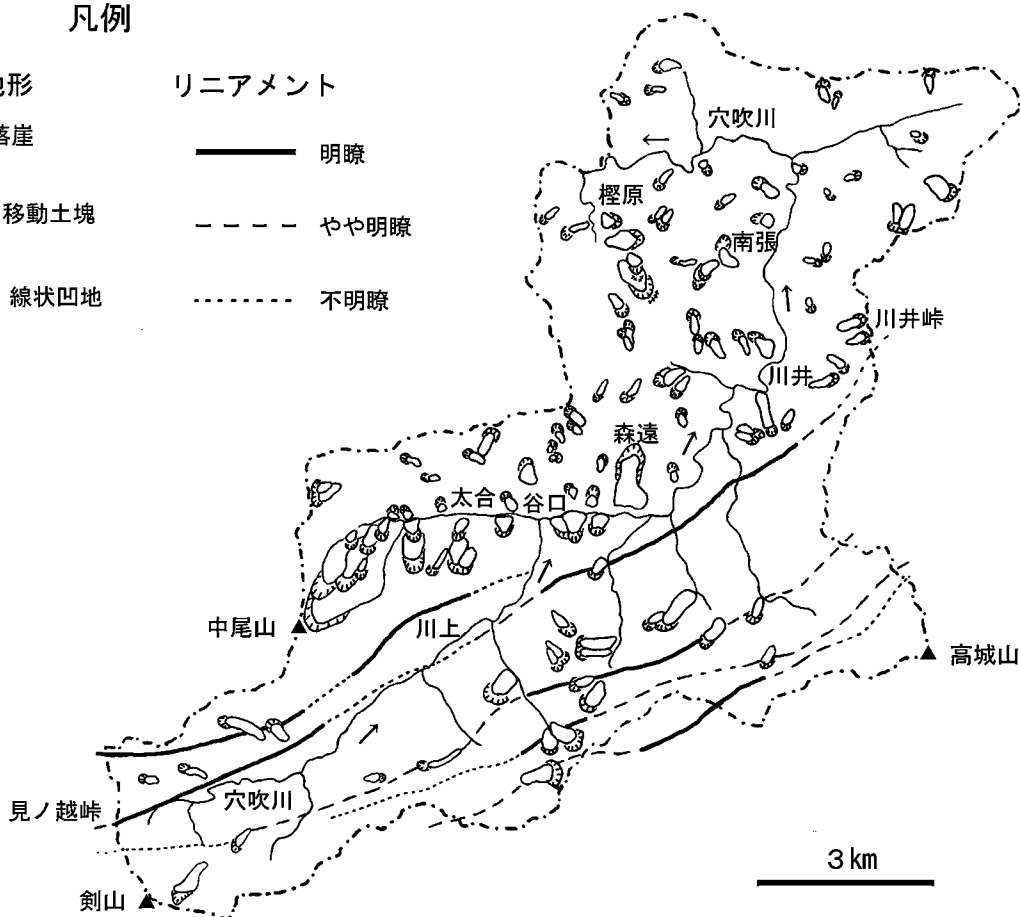
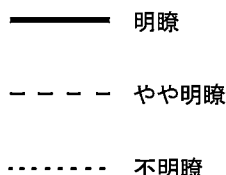


# 凡例

## 地すべり地形



## リニアメント



**図 15.** 木屋平地区の地すべり地形とリニアメントの分布。

が露出し (図 7), 斜面の崩壊による土石流で直下の小谷の杉が倒れている (Loc. 6). 西方延長の屋根又谷林道終点 (標高 730m) 付近 (Loc. 7) では, 南北幅 30m 間に  $N80^{\circ} E45^{\circ} S$  の衝上性の断層 10 数本が破碎粘土を伴い露出する. 富士ノ池林道 (Loc. 8) では, ケルンコルに沿って  $N65^{\circ} E$  走向で幅 1.5m と 2m の破碎帯を伴う断層帯が形成されている (図 8). さらに断層北側のケルンバット状地塊の林道 (標高 1240m) より上部は, 坂本断層主部より北へほぼ水平に派生した断層上に形成されている (図 9 a, b). 富士ノ池谷上流部の林道標高 1240m 付近の山側斜面 (Loc. 9) には, 泥質千枚岩起源の破碎帯粘土が幅 20m 以上に渡って露出し, 斜面の粘土の流出と樹木の倒壊が見られる (図 10).

調査地域の最南部には, 一の森の北側から日奈田峠, 天神丸北側の鞍部, 川成峠南の鞍部を経て, 高丸山に続く東西尾根の南斜面にかけて, 日奈田—川成峠断層が通る. 断層破碎帯は, 高城山南斜面—川成峠にかけてのスーパー林道の

建設に伴い露出した.

鮎喰川断層 (金属鉱物探鉱促進事業団, 1970; 中川ほか, 1972) は, 藤田 (1943) の上葦生川構造線の北東延長であることが明らかになり, 上葦生川—鮎喰川断層と呼ばれるようになった (伊熊・市川, 1978; 村田 1988 など). その経緯は村田 (1995) に詳述されており, 上葦生川断層は, 三波川帯から四万十帯までを斜断する NE 性の左ずれ断層で, 中新世から鮮新世のある時期に活動したと考えられている. 本論では上葦生川—鮎喰川断層の略称として鮎喰川断層を用いている. 調査地域における鮎喰川断層の露頭や断層破碎帯の崩壊地形は富士ノ池谷の南東斜面に集中しているほか (Loc. 10; 図 11), 屋根又谷沿い (Loc. 11). 弓道谷の林道 (Loc. 12) で見られる.

鮎喰川断層の北西側にあたる富士ノ池谷北西斜面には, 飯谷断層や坂本断層などの西方延長にあたる東西性の高角度断層露頭が集中しており, 少なくとも 3 帯の破碎帯に伴う崩壊が顕著である (Locs. 13, 14, 15; 図 12, 13a, b). これらの破碎帯は侵食により谷となっており, 出水時には侵食や崩壊が加速され, 林道に崩積土を

もたらしことが多い(図 13b)。これらの東西性断層と鮎喰川断層が交差する地帯に位置する剣神社では、昭和 51 年台風(1976)による斜面崩壊によって、社殿が流失している(図 14)。

## 7. 地すべり・リニアメントの分布

国土地理院発行の 1/25,000 地形図ならびに国土地理院 1975 年撮影の 1/15,000 空中写真の判読により、木屋平地域に分布する地すべり地形・リニアメントを抽出した。地すべり地形は、可能な限り滑落崖と移動体とを区別して表記したほか、数は少ないものの、地すべりに伴う線状凹地も併記した。リニアメントの抽出は、リニアメントが多く分布することが予測された見ノ越一川上ー谷口を流下する穴吹川の河谷より南の山地域に限った。リニアメントは、地形的に明瞭なものとやや不明瞭なものとに区別して表記した。

地すべり地形とリニアメントの分布図を図 15 に示す。地すべり地形は、調査範囲内の各地に認められるが、その中でも特に密集する場所がある。すなわち、太合地域、穴吹川の集水域の広い範囲(谷口ー川井ー榎原)、天神丸の北斜面などである。一方、穴吹川流域であっても、剣山などの稜線部を含む川上地域より上流域、高城山周辺などにはわずかしこ分布しない。このうち、特に大規模な地すべり地形が密集しているのは、中尾山の北斜面ー山麓にかけての斜面(太合周辺)である。この周辺の斜面は全般的に緩傾斜(傾斜 20° 以下)であり、かつ谷密度が周囲より顕著に低いという特徴を持つ。また、稜線から谷底にまで達するような大規模な地すべりが分布するほか、移動体の一部が複数の小地すべりブロックに分かれており、地すべり移動体同士の新旧関係(切った・切られた関係)が判読できる場所がある。すなわち、複数の地すべりブロックが集合する箇所では、大規模な地すべり地形は、それより小規模な複数の地すべり移動体によって切られていることが多い。特に、中尾山山頂直下から北東に向かう斜面に分布する地すべり地形は、延長約 2km に達する大規模なものであり、地すべり地形の形状と開析関係から、初生的および副次的な地すべり地形に区分できる。すなわち、初生的な地すべりは、標高約 1300m を冠頂とする北東方向に開いた滑落崖と、標高約 1260m にある小丘(径約 60m)および標高約 1000ー1100m 付近に広がる緩傾斜の地すべり移動ブロックから構成される。副次的な地すべりは、初生的な地すべり移動ブロック内の複数箇所を確認することができ、小規模なものである。

谷口ー川井ー榎原地域の広い範囲にわたって地すべり地形が多く分布しており、その中には森遠地すべり(藤田ほか, 1976)のように、斜面の変状が継続的に進行してきた有名な地すべりも含まれる。穴吹川の河谷と地質分布とを比較すると、太合ー谷口ー森遠は従谷区間、森遠

ー谷口ー南張は横谷区間、南張ー榎原は縦谷区間となるが、縦谷区間と横谷区間とで、地すべり地形の分布密度に有意な差は認められない。また、穴吹川の河床付近まで達し、河道を閉塞した履歴を持つような地すべり地形は比較的少なく、むしろ穴吹川の支流の谷壁斜面に多く分布する傾向が認められる。

リニアメントの分布は、いずれも伸長方向が北東ー南西方向であり、おおそ直線的ではあるが、若干の湾曲が認められる。ただし、判読範囲内では、リニアメントの分岐や収斂は認められない。また、同一のリニアメントであっても、延長方向に追跡すると明瞭度が変化することが多く、明瞭な場所と不明瞭な場所がある。リニアメントの多くは、山腹部のケルンコル・ケルンバットを通過する。なお、リニアメントに沿った谷や尾根の系統的な屈曲や段丘面の切断などの断層変位地形は確認されなかった。また、リニアメント通過位置と地すべり地形の分布にも、明瞭な相関は認められなかった。

## 8. 考察

### 8.1. 中野緑色岩体と太合緑色岩体の帰属

調査地域の三波川帯の南縁は石英脈を伴う黒色片岩で構成されるが、南部に分布する中野緑色岩体と太合緑色岩体については、いずれもソレナイトとアルカリ岩から構成されるという化学組成の共通性から、御荷鉾帯の緑色岩本体に対比される。また、両緑色岩体は、調査地域西方延長の祖谷川流域で石田ほか(2007a,b)により報告された久保岩体と同じ構造的位置にあり、三波川帯の黒色片岩分布地帯に同様の産状を示すことから、これらの岩体は御荷鉾緑色岩体に属し、三波川帯の構造的低位に位置し、ドーム状の背斜軸部に沿って、地窓として露出していると推測する。

### 8.2. 剣山石灰岩体のコノドント群集

今回、剣山北斜面の石灰岩体から石炭紀後期のコノドントとウミユリの化石が発見されたことは、秩父北帯の石灰岩が 3 億年前の熱帯海域の礁に由来することを示唆する。今回検出された *Idiognathodus delicatus* と *Idiognathoides* sp. を主要構成要素とする石炭紀後期のコノドント群集は、これまでに、中国地方の秋吉石灰岩(野上, 1970)や、岡山県阿哲石灰岩(Koike, 1967)、木沢地域の沢谷石灰岩(石田ほか, 2005)等から報告されており、石灰岩体の地質起源の関連が注目される。

### 8.3. 断層破碎帯・リニアメント

リニアメントに近い位置に断層破碎帯が露出する箇所が多く、この地点で確認された。これらのリニアメントの多くは、基盤岩である秩父帯・御荷鉾帯の地帯構造上の断層に付随する破碎帯の脆弱部が、斜面の侵食によって線状模様として現れた組織地形と解釈することができる。リ

ニアメントに沿った系統的な地形のずれ(尾根・谷・段丘面の屈曲など)が明瞭ではないことから、リニアメントが活断層地形である可能性は低い。断層破碎帯はしばしば黒色の断層ガウジを挟在するため、地盤の強度が軟質であるとともに、豪雨時などに雨水の地下浸透を粘土層が遮断して地中の間隙水圧が上昇しやすいことから、斜面崩壊が発生しやすいと考えられる。実際に、断層破碎帯が露出した複数ののり面で崩壊が発生している。従って、地形的にリニアメントが通過する付近ののり面、あるいは林道の掘削時に黒色の粘土層が露出した場合は、崩壊が起こりやすい場所といえる。当地域は、1975年8月の台風6号に伴う豪雨(剣山での3日間雨量が820mm、木屋平村・一宇村で犠牲者16名)、1976年台風17号豪雨(剣山での6日間雨量が1838mm、剣神社の社殿が流出)により多数の斜面崩壊が発生し、山林・河川施設等に大きな被害が出た歴史を持つ(国土交通省四国地方整備局, 2004)。現在では、当時より林道の開発が進んでいるため、豪雨時の林道の維持・保全がより重要となろう。林道の施工にあたっては、可能ならばのり勾配を緩めにする、斜面の排水施設等ののり面保護工を施工すること、一方、維持管理においては、のり面の定期的な変状をチェックすること、施工済の排水施設の補修することなど、十分な注意が必要である。

#### 8.4. 地すべり地形の分布に及ぼす要因

調査地域における地すべり地形の分布密度の地域的な差異について検討する。地すべり地形が特に多いのは、穴吹川流域の川上より北である。その地域は、地質的には御荷鉾緑色岩類ならびに三波川変成岩類が分布する地域に相当する。既存の研究(藤田ほか, 1976; 寺戸, 1986; 高木ほか, 1989; 藤田, 2002; 防災科学技術研究所, 2006)によれば、両地質帯で地すべり地形の分布個数が多いことが知られており、今回の判読でも同様の結果が得られた。一方、高城山-剣山に至る北東-南西方向に伸びる稜線付近では、地すべり地形の分布が相対的に少ない。この地域には、主に秩父帯の付加体堆積岩類が分布する。既存の研究では、秩父帯に分布する地すべり地形は、三波川帯・御荷鉾帯のそれよりも少ないことが知られており(寺戸, 1986; 藤原ほか, 2004 など)、今回もほぼ同様の結果が得られた。また、穴吹川の河床付近よりも、むしろ支流の山腹斜面に地すべり地形が点在していることが多く、当地域より東方を判読した北村・西山(2007)による判読結果とも調和的である。

御荷鉾緑色岩類分布域に地すべり地形が多く分布する理由として、御荷鉾緑色岩類の場合は、風化した岩盤に含まれる膨潤性粘土鉱物(膨潤性クロライトないしス멕タイト)が影響すると考えられており(地すべりに関する地形地質用語委員会, 2004)、筆者らも東祖谷地域で地すべり地に分布する緑色岩体にス멕タイトが含まれることを報告した(石田ほか, 2007a, b)。

今回は粘土鉱物の分析を実施していないが、御荷鉾緑色岩類分布域の地すべりには、膨潤性粘土鉱物が影響していると考えられる。しかしながら、御荷鉾緑色岩類分布域であっても、地すべり地形の分布は一様ではないことに加え、緑色岩類にも、膨潤性粘土鉱物が含まれる場合と含まれない場合とがある。膨潤性粘土鉱物の成因・分布とともに、個々の地すべりの発生プロセスについては、今後、より詳細に検討する必要がある。

一方、三波川帯にも多くの地すべり地形が分布するが、その理由として、片理面や微褶曲など結晶片岩に特有の地質構造と、斜面の傾斜方向と斜面地形との一致による影響が指摘されている(藤田ほか, 1976)。また、三波川変成岩類に多く分布する泥質片岩は、顕著な強度異方性を持つとともに、風化による物性変化が起こりやすいことが知られており、このことが、地すべりが多発する理由の一つに挙げられてきた(四国地方土木地質図編纂委員会, 1998 など)。最近、山崎・千木良(2008)が、徳島県吉野川市の倉羅地すべりで掘削された泥質片岩のボーリングコアを用いた詳細な検討を行っている。それによれば、泥質片岩の風化には、初生的に含まれる黄鉄鉱と石墨が、地表付近の酸化的環境下にさらされることによって分解される反応が大きく影響しており、黄鉄鉱起源の硫酸が酸化フロントの形成に関与するとともに、酸化フロントでは岩石の剥離が進行しやすい。このような一連の岩石物性の変化が、泥質片岩地域で多発する地すべりの地質的素因のひとつであると示した。

以上のことから、当地域の地すべり地形の分布には、(1) 緑色岩体や変成岩体が分布する地質条件、(2) 緑色岩に含まれる膨潤性粘土鉱物の膨潤による岩盤強度の低下、(3) 変成岩体の地質構造と谷壁斜面の地形との関係、(4) 泥質片岩特有の風化帯構造に起因する岩石物性の変化、という4つの因子が影響すると思われる。また、秩父帯の付加体堆積岩類に分布する地すべり地形の数が、他の地質体に比べて相対的に少ない理由については明確ではないが、上記の(2)と(4)の因子が関与しないことが理由の一つである可能性もある。ただし、今回は地すべり地形の分布を示したにとどまり、岩盤の風化帯構造や、膨潤性粘土鉱物の有無と地すべりに関する具体的な検討を行っていない。したがって、今後、当地域の地すべり分布に及ぼす上記の要因について、より詳細な検討が必要である。

木屋平地域をはじめとする四国山地では、これまでに多くの豪雨災害に見舞われてきた歴史を持つ。斜面ハザードマップの作成のためには、今回作成した地すべり分布図を基礎として、個々の地すべり地形の危険度ランクを評価する手法を開発する必要がある。そのためには、個々の地すべりの活動履歴を推定することが必要となろう。そこで、今回判読した中尾山北東斜面の大規模な地すべり地形のように、初生的および副次的な地すべり地形に区分できる場合、個々



の地すべりブロックにおいて，地すべり土塊を被覆する土層中の指標テフラを抽出することで，地すべりの活動履歴を推定できる可能性がある．今後筆者らは，四国山地の地すべり地形の編年を進めていく予定である．

## 9. まとめ

1) 地質：調査地域の御荷鉾帯は赤帽子山-中尾山山系に分布し，鮎喰川断層以東は川井峠南方に分布する．三波川帯南縁の中野緑色岩体と太合緑色岩体は御荷鉾緑色岩類に属し，三波川帯の構造的低位から，ドーム状の背斜軸部に露出していると推測される．

2) 御荷鉾緑色岩類の化学組成：当地の御荷鉾緑色岩は，塊状溶岩，シルおよびチャートに貫入した岩脈が卓越し，中央海嶺型のソレアイト質岩とハワイやポリネシア型のアルカリ岩の2種類が存在する．中野緑色岩体と太合緑色岩体は，化学組成の共通性から，御荷鉾帯の緑色岩本体に対比される．

3) 微化石年代：剣山北側斜面に分布する石灰岩から，石炭紀後期のコノドントとウミユリを検出した．この発見は秩父北帯の石灰岩が3億年前の熱帯海域の礁に由来することを示唆する．

4) 断層と林道の崩壊：地帯の境界と秩父北帯には，東西方向の多数の断層が存在し，またこれらを斜断する鮎喰川断層が通過する．新旧の断層が交差・集中する富士ノ池谷流域や穴吹川南方斜面では断層破碎帯に沿った林道の崩壊が多数発生している．

5) 地すべり地形：木屋平地域の地すべり地形は穴吹川に沿った御荷鉾帯の斜面や，三波川帯の片岩類の斜面に多い．特に，御荷鉾帯の斜面では，初生的および副次的な地すべり地形に区分でき，地すべり土塊を被覆する土層中から指標テフラを同定できれば，地すべりの活動履歴を推定することができる．今回，穴吹川上流部の広範囲にわたって作成した地すべり地形の分布は，緑色岩と片岩の分布，膨潤性粘土鉱物の含有，片理面の方角と谷壁傾斜の一致，泥質片岩特有の風化帯構造に起因する岩石物性の変化，の4つの因子により規制されていると推定され，それらを具体的に解明していくことが今後の課題である．

**謝辞：** 鳴門教育大学地学教室の村田 守教授には岩石の組成分析に RIX-2000 を使用させて頂いた．徳島大学総合科学部地球物質科学教室の村田明広教授ならびに環境化学教室の山本裕史准教授には原稿を査読頂き，有益な助言を頂いた．記してお礼申し上げます．

## 文 献

防災科学技術研究所，2006，地すべり地形分布

図 第30集「徳島・剣山」図幅および解説書．Faure, M., Iwasaki, M., Ichikawa, K. and Yao, A., 1991, The significance of Upper Jurassic radiolarians in high pressure metamorphic rocks of SW Japan. *Jour. SE Asian Earth Sciences*, **6**, 131-136.

藤田 旭，1943，四国大柄付近の地質．地質学雑誌，**50**, 207-215.

藤田 崇 (編著)，2002，地すべりと地質学．古今書院，238p.

藤田 崇・平野昌繁・波田重熙，1976，徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制．地すべり，**13**, 25-36.

藤原 治・柳田 誠・清水長正・三箇智二・佐々木俊法，2004，日本列島における地すべり地形の分布・特徴．日本地すべり学会誌，**41-4**, 13-22.

平山 健・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三，1956，徳島県剣山図幅および同説明書．徳島県，52p.

伊熊俊幸・市川浩一郎，1978，四国外帯の上葎生川—鮎喰川断層．*MTL*，no.3, 43-48.

石田啓祐・香西 武，2003，四国東部秩父累帯の地帯区分と層序．徳島大学総合科学部自然科学研究，**16**, 11-41.

石田啓祐・西山賢一・中尾賢一・元山茂樹・高谷精二・香西 武・小澤大成，2007a，徳島県祖谷川上流域の御荷鉾帯の地質と地形．阿波学会紀要，no.53, 1-12.

石田啓祐・西山賢一・中尾賢一・元山茂樹・高谷精二・香西 武・小澤大成，2007b，徳島県祖谷川上流域の御荷鉾帯と秩父帯—地質・地形の総合的研究—．徳島大学総合科学部自然科学研究，**21**, 47-64.

石田啓祐・岡本治香・吉岡美穂・中尾賢一・辻野泰之・香西 武，2005，坂州不整合と三疊系．阿波学会紀要，no.51, 9-16.

石田啓祐・小澤大成・森永 宏・橋本寿夫・元山茂樹・森江孝志・中尾賢一・HIRSCH Francis・香西 武，2000，徳島県神山町地域の秩父北帯・御荷鉾帯．阿波学会紀要，no.46, 1-12.

磯崎行雄・前島 渉・丸山茂徳，1981，和歌山県・徳島県秩父帯北帯先白亜系からのジュラ紀型放散虫化石の産出．地質雑誌，**87**, 555-558.

地すべりに関する地形地質用語委員会編，2004，地すべり 地形地質認識と用語．日本地すべり学会，318p.

Kammer, T. H. and Ausich, W., 2006, The “age of crinoids”: a Mississippian biodiversity spike coincident with widespread carbonate ramps. *Palaos*, **21** (3), 238-248.

金属鉱物探鉱促進事業団，1970，昭和44年度広域調査報告書，吉野川流域．通産省，96p.

北村真一・西山賢一，2007，徳島県那賀川上流域に分布する地すべりの地形的特徴．徳島大学総合科学部自然科学研究，**21**, 77-88.

Koike, T., 1967, A Carboniferous succession of conodont faunas from the Atetsu limestone in southwest Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C.*, **93**, 279-318.

- 国土交通省四国地方整備局, 2004, 四国山地の土砂災害. 68p.
- Larson, R. L., 1991, Latest pulse of earth evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **19**, 547-550.
- Lindstroem, M., 1964, Conodonts. *Elsevier P.C.*, Amsterdam-London-New York, 196p.
- 松岡 篤・山北 聡・榊原正幸・久田健一郎, 1998, 秩父累帯のユニット区分と四国西部の地質. 地質学雑誌, **104** (9), 634-653.
- Meyer, D. L. and Macurda D. B. Jr., 1977, Adaptive radiation of the comatulid crinoids. *Paleobiology*, **3**, 74-82.
- 森清寿朗, 1979, 徳島県剣山地方みかぶ緑色岩類の岩石学的研究. 地質学雑誌, **85**, 299-306.
- 村田明広, 1988, 上葦生川—鮎喰川断層に沿う水平変位量の側方変化. 地質学雑誌, **94**, 689-695.
- 村田明広, 1995, 鮎喰川断層系と上葦生川断層. 徳島大学総合科学部自然科学研究, **8**, 27-38.
- 村田 守, 1993, 蛍光X線分析法による韓国岩石標準試料の主成分及び微量成分の分析. 鳴門教育大学紀要 (自然), **8**, 37-49.
- 元山茂樹・寺戸恒夫・平尾尚史・小澤大成・石田啓祐・橋本寿夫・中尾賢一・森江孝志・森永 宏・福島浩三・香西 武, 2002, 佐那河内村に分布する地すべり地形と御荷鉾緑色岩類の岩石学的特徴. 阿波学会紀要, no.48, 1-12.
- 中川衷三・阿子島 功・岩崎正夫・須鎗和巳・寺戸恒夫, 1972, 徳島県の地質. 徳島県, 137p.
- 野上裕生, 1970, 山口県秋吉石灰岩の石炭紀コノドント. 日本化石集第7集. 築地書館, 7-37, C-3.
- 小澤大成・元山茂樹・井上宗弥・加藤泰浩・村田 守, 1999, 四国東部剣山地域みかぶ緑色岩類の岩石学的特徴. 地質学論集, no.52, 217-228.
- Sakakibara, M., Hori, R. and Murakami, T., 1993, Evidence from radiolarian chert xenoliths for post-Early Jurassic volcanism of the Mikabu greenrocks, Okuki area, western Shikoku, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **99**, 831-833.
- 四国地方土木地質図編纂委員会 (編著), 1998, 四国地方土木地質図および解説書. (財) 四国開発技術センター, 859p.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1980, 御荷鉾緑色岩類およびその周辺の層序と構造—その1. 高知県中央部土佐町・本山町地域—. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **13**, 63-82.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1982, 御荷鉾緑色岩類およびその周辺の層序と構造—その2. 四国東部秩父累帯北帯の中生界層序に関する2・3の知見—. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **16**, 143-167.
- 高木方策・中村忠春・宮内定基, 1989, 四国における地すべりの分布. 地すべり, **26**, 47-52.
- Takeda, K., 1984, Geological and petrological studies of the Mikabu greenstones in eastern Shikoku, Southwest Japan. *J. Sci. Hiroshima Univ. Ser C*, **8**, 221-280.
- Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W. W. and Klaus, A., 1998, Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, **26**, 151-154.
- 寺戸恒夫, 1986, 四国島における大規模崩壊地形の分布と地域特性. 地質学論集, **28**, 221-232.
- 山崎新太郎・千木良雅弘, 2008, 泥質片岩の風化メカニズム, および, 風化と地すべりとの関係について: 四国三波川帯の不攪乱ボーリングコアを用いた解析. 地質学雑誌, **114**, 109-126.